

Durch neue Untersuchungen bestätigt: Granit-Plutone entstehen schnell

Franz Egli-Arm, Stockener Str. 76, CH-8405 Winterthur

Zusammenfassung: Granitschmelzen entstehen nach praktisch einhelliger Meinung der Forscher im Bereich der Unterkruste, in etwa 15 bis 40 km Tiefe, durchdringen den mittleren Krustenbereich und erstarren einige Kilometer unterhalb der Erdoberfläche in unregelmäßig geformten Granitkörpern, die Plutone genannt werden. Bei diesem Vorgang sind im wesentlichen 4 Prozesse beteiligt: Bildung der Schmelze durch Aufschmelzen des Muttergesteins, Trennung der Schmelze vom Muttergestein, Transport in die Oberkruste sowie aktive und passive Platznahme am Ort der Erstarrung. Ursprünglich glaubte man, diese Prozesse liefen über Hunderttausende bis Millionen von Jahren mit Bewegungsraten im Bereich von Millimetern bis Zentimetern pro Jahr. Seit Mitte der Achtzigerjahre gewann jedoch immer mehr die Ansicht an Bedeutung, daß die Abläufe eine um Größenordnungen kürzere Zeit erfordern. Das *Studium Integrale journal* berichtete darüber (EGLI-ARM 1998). In *Nature* erschien kürzlich ein zusammenfassender Artikel mit neueren Ergebnissen aus Beobachtung, Theorie, Experiment und numerischer Modellrechnung zu diesem Thema (PETFORD et al. 2000). Alle darin enthaltenen Resultate erhärten die grundsätzlichen Aussagen des neuen, „schnellen“ Granitentstehungsmodells. Allerdings gehen PETFORD et al. (2000) nicht darauf ein, was nach der Platznahme mit dem sich abkühlenden Pluton geschieht. Die Vorgänge in der Abkühlungsphase kann man in das System als fünften Prozeß einführen.

Heiße Basaltschmelze aus dem Erdmantel: „Heizlamellen“ in der Kruste

Krustengestein schmilzt im Gegensatz zu Mantelgestein relativ leicht. Dennoch ist normale kontinentale Erdkruste über den ganzen Tiefenbereich zu wenig heiß um aufzuschmelzen. Um den geothermischen Gradienten (Abb. 1) in den Bereich des Aufschmelzens (Bereich „Schmelze + Kristalle + Dampf“) zu „drücken“, muß eine außergewöhnliche Wärmequelle vorhanden sein. Im klassischen Modell führt die Kollision zweier Lithosphärenplatten zu einer Krustenverdickung, so daß Krustenmaterial in potentiell heißere Zonen gelangt, d.h. in Zonen, wo aufgrund der Tiefenlage partielle Aufschmelzung stattfinden könnte. Im Zuge einer solchen Krustenverdickung, so berechnete man,

würde auch die Abwärme aus dem Zerfall radioaktiver Elemente weniger schnell abgeführt, was sich in einer zusätzlichen Temperaturerhöhung äußern würde. Über alle Kontinente verstreut lassen sich Indizien finden, die den Schluß nahelegen, daß sich im Laufe der Erdgeschichte viele Kollisionen dieser Art ereignet haben. Ein großer Teil der Kruste felsischer, insbesondere granitischer bis intermediärer Zusammensetzung könnte also auf diese Weise entstanden sein. BROWN et al. (1995) weisen, gestützt auf die Untersuchungen von THOMPSON & CONNOLLY (1995), jedoch darauf hin, daß ein Prozeß dieser Art, wenn überhaupt, zu wenig Granitmaterial liefert. Als viel effektiver erweist sich die Zuführung der Wärme in Form von mafischen Schmelzen, insbesondere Basalt, aus der Asthenosphäre. Die Asthenosphäre ist ein Teil des Erdmantels in etwa 100 bis 400 km Tiefe, nämlich die „Fliebschicht“, auf der sich die Lithosphärenplatten bewegen. Diese Schmelzen weisen eine geschätzte Temperatur von 1200 °C auf und sind demnach genügend heiß, um, wenn sie sich unter der Unterkruste und in ihr ausbreiten, eine dicke Schicht Umgebungsgestein auf 800-900 °C aufzuheizen. In diesem Temperaturbereich kann man im Unterkrusten-Gestein mit etwa 20-40% Schmelzanteil granitischer Zusammensetzung rechnen (PETFORD et al. 2000). Die Intrusion von Basalt unter und in die Unterkruste geschieht aller Wahrscheinlichkeit nach in Form von Sills (Abb. 3). Sie wird Unter- bzw. Zwischenplattung genannt. Diese Art der Erwärmung kann sehr schnell erfolgen: Gestützt auf Modellrechnungen nehmen PETFORD et al. (2000) an, daß in 200 Jahren eine 950 °C heiße, zwei Drittel so dicke Schicht Umgebungsgestein wie die Unter- und Zwischenplattung zusammengerechnet aufgeschmolzen werden kann. In der Tat findet man in manchen Plutonen mafische Einschlüsse und andere Indikatoren, die auf eine Erdmantel-Komponente hinweisen (z.B. BROWN et al. 1995).

Der „Saft“ trennt sich von den „Beeren“

Sobald die Temperatur über die sogenannte Solidustemperatur (siehe Glossar) steigt, beginnt der Prozeß der partiellen Aufschmelzung, und es entsteht ein Schmelze-Kristall-Gemisch, das Magma

Glossar

Basalt: Siehe unter „Mafisches Gestein“.

Batholith: Aus mehreren Plutonen zusammengesetzter Komplex aus Erstarrungsgesteinen.

Erdkruste / Erdmantel: Die Erdkruste ist größtenteils 10 (ozeanische Kruste) bis 40 km (kontinentale Kruste) dick und enthält im Gegensatz zum Erdmantel hauptsächlich leicht schmelzbare, spezifisch leichte, Silizium-reiche Gesteine. Die allgemeine Auffassung ist, daß die Erdkruste sich im Laufe der Erdgeschichte aus Silizium-ärmerem Gestein heraus differenziert hat. Der Erdmantel dehnt sich von der Grenze zur Kruste, der sogenannten „Moho“, bis in eine Tiefe von 2900 km aus. Nach übereinstimmender Meinung der Forscher enthält er im Normalfall keine Schmelze.

Felsisches Gestein: Siehe unter „Mafisches Gestein“.

Fluid: Wasser gemischt mit kleineren Anteilen anderer flüchtiger Stoffe wie Kohlendioxid, Fluor, Lithium und Bor.

Granit: Felsisches Erstarrungsgestein (siehe auch unter „Mafisches Gestein“) mit den Hauptgemengteilen Quarz, Feldspat und Glimmer. In diesem Artikel wird „Granit“ und „granitisch“ in einem weiteren Sinn verwendet, so daß z.B. auch Granodiorit, Tonalit usw. darunter fallen.

Intrusion: Eindringen von Magma in den Erstarrungsraum. Im Gegensatz zur Eruption findet die Intrusion unterhalb der festen Erdoberfläche statt.

Konvektion: Vorgang zum Abtransport von Wärmeenergie mittels Materiefluß (Schmelze, Wasser usw.). Konvektion kann pro Zeiteinheit eine um Größenordnungen höhere Wärmeenergie abführen als reine Wärmeleitung.

Lithosphäre: Bezeichnung für die Kombination der beiden äußersten „Schalen“ im Zwiebelschalenmodell der Erde: Erdkruste + oberster, steifer Teil des Mantels (s.u. „Erdkruste / Erdmantel“). Die Dicke der Lithosphäre schwankt zwischen etwa 60 km

(unter jungen Ozeanen) bis 400 km (unter alten kontinentalen Schilden).

Mafisches Gestein: (z.B. Basalt) Erstarrungsgestein mit einem hohen Anteil an dunklen Mineralen wie Biotit, Hornblende, Pyroxen und Olivin. In der Regel kein Quarz. Im Unterschied dazu enthält felsisches Gestein vor allem helle Minerale wie Quarz, hellen Feldspat und hellen Glimmer (siehe auch unter „Granit“).

Partielle Aufschmelzung: Aufgrund der heterogenen Zusammensetzung des Gesteins schmilzt dieses nicht wie Eis bei einer ganz bestimmten Temperatur, sondern über einen Temperaturbereich von meist einigen 100 °C (s.u. „Solidustemperatur“). Innerhalb dieses Bereiches koexistieren Schmelze und Feststoffe (Kristalle).

Pluton: Erstarrungskörper einer einzelnen Intrusionsepisode. Größe und Form meist unregelmäßig.

Solidustemperatur: Bei langsamem Aufheizen kann man beim Erreichen der Solidustemperatur zum ersten Mal Schmelze nachweisen. Erwärmt man weiter, so wächst der Anteil der Schmelze, bis beim Erreichen der Liquidustemperatur kein Feststoff mehr vorhanden ist. Die Solidustemperatur hängt vom Druck und von der Gesteinszusammensetzung ab.

Störung / Störungszone: Störungen sind unregelmäßige, meist schiefe Flächen in der Erdkruste, gebildet durch zwei angrenzende Krustenschollen, die sich gegeneinander verschoben haben. Eine Störungszone besteht aus einer Schar von subparallelen Störungen, wobei sich diese Schar über Tausende von km hinziehen und eine Breite von über 100 km erreichen kann (Berühmtestes Beispiel: San-Andreas-Störungszone in Kalifornien). Sogenannte Decollement-Störungen sind mehr oder weniger horizontal und befinden sich an der Grenzfläche, wo ein Krustepaket über das Basalgestein geschoben wird wie ein Teppich über den Parkettboden. Decollement-Störungen können weit in die Unterkruste reichen.

zuerst von den Kristallen getrennt werden, bevor sie sich über größere Distanzen bewegen kann.

Gemäß dem früher vertretenen statischen Modell sickert die spezifisch leichtere Schmelze, angetrieben durch die Auftriebskraft, langsam und relativ homogen durch das aus Kristallen gebildete Gerüst (Matrix) nach oben und sammelt sich als praktisch kristallfreie Zone unterhalb einer undurchdringbaren Gesteinsschicht. Es ließ sich aber leicht nachweisen, daß auf diese Weise zur Entstehung eines bedeutenden Schmelze-Reservoirs Zeiten im Bereich von 10^7 bis 10^{11} Jahren benötigt würden (RUTTER & NEUMANN 1995), Zeiten, die auch am unteren Ende des Spielraumes kaum realistisch sind. Eine gewisse Beschleunigung erfährt der Separationsprozeß aufgrund des Druckgradienten in der Schmelze, der durch die Wirkung der Oberflächenspannung an den Grenzflächen zwischen den Kristallen und der Schmelze erzeugt wird: In Regionen mit hoher Porosität, d.h. mit hohem Schmelzanteil herrscht ein niedrigerer Porendruck als in den andern Regionen. Die Schmelze wird somit in die Bereiche höherer Porosität ausgetrieben, was dort ein weiteres Anwachsen der Porosität zur Folge hat. Der hier beschriebene Prozeß läuft auf jeden Fall ab, da jedes reale Magma von Anfang an Inhomogenitäten in der Porosität aufweist. Das Ausmaß dieser Beschleunigung ist jedoch bescheiden (BERCOVICI et al. 2001; BROWN & SOLAR 1999).

Nun ist aber die Erdkruste kein statischer Block. Ständig wird das Gestein verschiedenen Beanspruchungen ausgesetzt: Scherung (Definition siehe Abb. 5), Porendruck der Fluide und Schmelzen, Phasenumwandlungen – z.B. der Vorgang des Aufschmelzens – und chemische Reaktionen. Die letzten zwei erwähnten Prozesse, insbesondere das Aufschmelzen, sind immer mit mehr oder weniger markanten Dichteänderungen – und natürlich entsprechenden Volumenänderungen – verbunden. Die Volumenänderungen lassen Risse und kleine Brüche im Gestein entstehen (RUTTER & NEUMANN 1995; WATT et al. 2000). Ist das Gestein gleichzeitig einer Scherung unterworfen, so findet eine Lokalisierung der Scherung in Schwächezonen statt („Shear Localization“): Je intensiver nämlich die Deformation, umso weniger Widerstand setzt das Gestein der Scherung entgegen. Eine Scherung konzentriert sich aufgrund eines Rückkopplungseffekts in den am meisten geschwächten Zonen, die bei fortschreitender Scherung immer enger werden (BERCOVICI et al. 2001, BROWN & RUSHMER 1997).

In diesen Schwächezonen sammelt sich dann die Schmelze. Bei hohem Aufschmelzungsgrad läuft ein anderer Mechanismus ab, der „Shear-Enhanced Compaction“ (übersetzt „Kompaktion, unterstützt durch Scherung“) genannt wird: Wird ein partiell aufgeschmolzenes Gestein, das aber noch ein zusammenhängendes Matrixgerüst aufweist, einer Scherung unterworfen, entstehen Gebie-

genannt wird. In den seltensten Fällen schreitet die partielle Aufschmelzung so weit voran, daß im Magma keine Kristalle mehr vorkommen. Sogar ein Schmelzanteil von 50% scheint eher eine Ausnahme zu sein, wenn man die Phasenbeziehungen im realistischen Druck-Temperatur-Feld von typischen Unterkrustengesteinen betrachtet. Reine Schmelze läßt sich aber leichter deformieren als ein Schmelze-Kristall-Brei. Deshalb muß die Schmelze

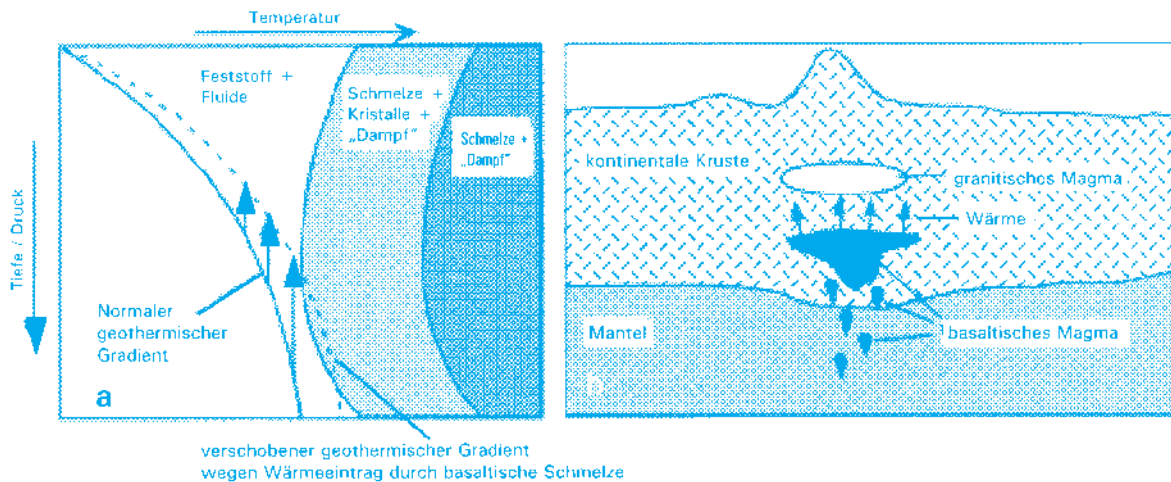


Abb. 1: a Zunahme der Temperatur mit der Tiefe (geothermischer Gradient) mit und ohne Basalt-Unter-/Zwischenplattung gemäß b. Erst mit der Basaltintrusion steigt die Temperatur genügend schnell mit der Tiefe, um die hellgraue Zone der partiellen Aufschmelzung zu erreichen. Ohne Intrusion gibt es keine granitische Schmelze. b Basalt-Zwischenplattung in der Unterkruste, Aufheizung des Umgebungsgesteins und Entstehung der granitischen Schmelze. (Nach NELSON, Tulane University Web Publishing)

te mit lokal erhöhtem Porendruck der Schmelze. Die Schmelze wird nun in die Bereiche mit dem kleinsten Porendruck ausgetrieben. Dem Verlust bzw. Gewinn an Schmelze entsprechend wird die Matrix verdichtet bzw. gedehnt. Die gedehnte Matrix kann aufbrechen und mit Schmelze gefüllte Spalten bilden (KOENDERS & PETFORD 2000; BROWN & RUSHMER 1997; RUTTER & NEUMANN 1995).

Das geschmolzene Material sammelt sich auf diese Weise sehr effizient in Brüchen und Taschen, auch wenn der Schmelzanteil ursprünglich nur 10% oder noch weniger betrug (VANDERHAEGHE 1999; RUTTER & NEUMANN 1995; BARBERO et al. 1995; BROWN 1994; CLEMENS & MAWER 1992). Schließlich vereinigen sich die einzelnen Strukturen und bilden ein zusammenhängendes Netz (PETFORD & KOENDERS 1998; BROWN & RUSHMER 1997). Mechanisch unterstützte Trennung der Schmelze geschieht im Zeitrahmen von 0,1 bis 10000 Jahren (PETFORD et al. 2000).

Aufstieg in „höhere Gefilde“: Dikes, Diapire, eine Zwischenform oder noch etwas anderes?

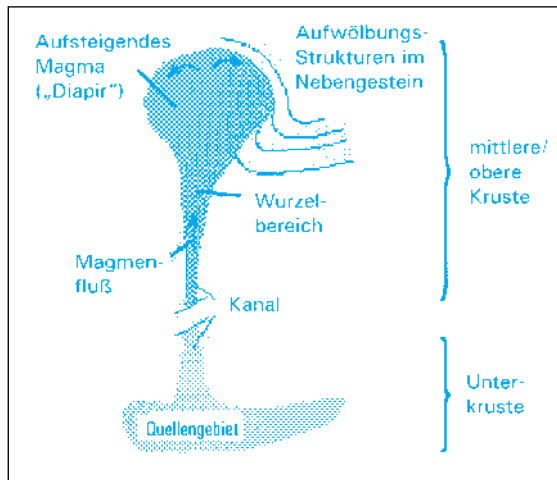
Viskosität von Schmelzen und Magmen. Wie schnell sich eine Schmelze im Erdinnern bewegt, hängt umgekehrt proportional von deren Viskosität ab. Die Viskosität ist das Maß für die Zähflüssigkeit. Honig verhält sich z.B. zähflüssiger als Wasser und weist darum eine höhere Viskosität auf. Je höher die Viskosität, desto langsamer das Fließen. Ein bedeutendes Ergebnis der aktuellen experimentellen Forschung betrifft die Viskosität von Magmen und Schmelzen in Abhängigkeit von chemischer Zusammensetzung, Temperatur, Druck und Fluid-Gehalt (BAKER 1998; CLEMENS & PETFORD 1999; SCAILLET et al. 1998). Frühere Annahmen gingen davon aus, daß die Viskosität granitischer Schmelzen jene von massivem Gestein nur wenig unterschreitet. Die neueren Erkenntnisse revidierten dieses Bild.

Realistische Modelle über die Zusammensetzung der Unterkruste lassen nämlich im Zusammenhang mit Laborexperimenten erkennen, daß die Viskosität viel näher bei jener von Basaltschmelze liegt. Und wie dünnflüssig sich Basaltschmelze bewegt, kann man z.B. aus Naturfilmen über Vulkanismus ansehen. Verantwortlich dafür sind die Fluide. Schon zwei Gewichtsprozent davon senken die Viskosität um bis zu 6 Größenordnungen (BAKER 1998). Dabei stellte sich heraus, daß der Auflastdruck des Gesteins praktisch keine und die chemische Zusammensetzung nur eine geringe Rolle spielen. Somit sollte es für das Fließverhalten von granitischer Schmelze keinen Unterschied machen, ob sie sich nun in der unteren oder mittleren Kruste befindet und ob der Anteil an dunklen Mineralen im Quellengestein hoch oder niedrig ist.

Für das Fließverhalten ist auch ein Ergebnis der Untersuchungen von BAGDASSAROV & DORFMAN (1998) von Bedeutung. Der Viskositätsunterschied zwischen reiner Schmelze und einem Schmelze-Kristall-Gemisch mit 40-50% Kristallen ist dieser Untersuchung gemäß unbedeutend. Teilweises Auskristallisieren bis zu einem Kristallbestand von mindestens 40% während der Magmenbewegung scheint also den Fluß nicht zu stören.

Diapir. Da die Schmelze spezifisch leichter ist als das Umgebungsgestein, hat sie die Tendenz, nach oben zu steigen. Wie dieser Aufstieg vor sich geht, darüber sind sich die Forscher allerdings nicht einig. Lange Zeit existierte nur ein Modell: Langsamer Aufstieg (wenige Zentimeter pro Jahr) in Form von Diapiren (z.B. MARSH 1982; MAHON & HARRISON 1988; ENGLAND 1992). Verfechter dieses Modells haben jedoch Mühe zu erklären, wie eine tropfenförmige, einige Kilometer dicke Ansammlung (Abb. 2) geschmolzenen Materials über 20 km in der Kruste aufsteigen kann, ohne nach kurzem Weg schon zu erstarren. Oberhalb des Quellengebiets sinkt die Temperatur des Umgebungsgesteins nach allgemeiner Auffassung sehr schnell unter die Solidustemperatur ab, und der Diapir muß sich

Abb. 2: Schematischer Querschnitt durch einen Diapir.



unter massivem Wärmeverlust durch diese Bereiche „hindurch schmelzen“. Weil viele chemisch-physikalische Parameter der Erdkruste zu wenig bekannt sind (PATERSON 1987), hat sich das Diapirmodell aber bis heute gehalten (WEINBERG & PODLADCHIKOV 1994, PATERSON & MILLER 1998b), allerdings mit deutlich höheren Aufstiegsgeschwindigkeiten (bis 100 m pro Jahr bei WEINBERG & PODLADCHIKOV 1994).

Dike. In neuerer Zeit erhielt das Dike-Modell großen Auftrieb. Dikes sind dünne, steilstehende, aus Erstarrungsgestein bestehende Schichten, die quer (diskordant) durch die Nebengesteinsstrukturen hindurchschlagen (Abb. 3). Die Vorstellung der Forscher geht dahin, daß sich magmengefüllte Spalten zu längeren zusammenschließen, bis die Auftriebskraft des Magmas größer wird als die Gesteinsfestigkeit am oberen Spaltenende. Sobald dieser Zustand erreicht ist, pflanzt sich die Spalte von selbst nach oben fort („Self-propagating dike“, SPENCE & TURCOTTE 1990; CLEMENS & MAWER 1992; RUBIN 1995; BAKER 1998). Natürlich besteht die Gefahr, daß das Magma unterwegs nach oben „einfriert“, also gar nicht in den Bereich der Plutone in der oberen Kruste gelangt. Es gilt: Je höher die Viskosität des aufsteigenden Magmas und je kälter das Umgebungsgestein, desto schneller das Erstarren, und: Je länger und dicker ein Dike, desto höher kann das Magma darin aufsteigen. Berechnungen zeigten, daß die Dikes eine gewisse (senkrechte)

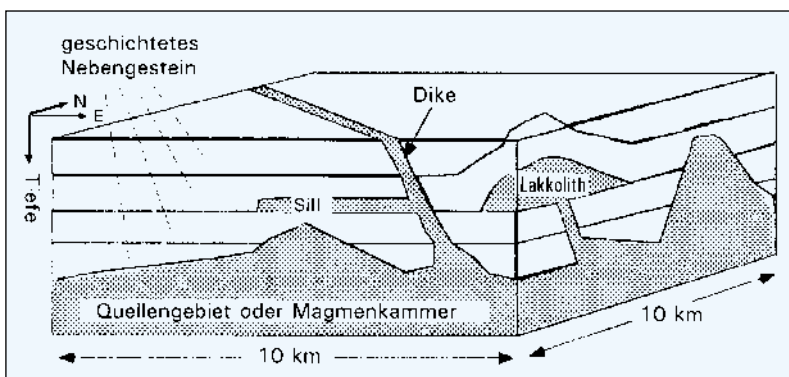
Initiallänge brauchen, um sich selbst fortzupflanzen. RUBIN (1995) gibt für typische Verhältnisse Längen im Bereich von einigen Hundert Metern an. BAKER (1998) kommt mit einem verfeinerten Modell zu einem ähnlichen Ergebnis, zeigt aber, daß das granitische Magma in der Quelle mehr als 800°C heiß sein muß. Geschieht die Krustenerwärmung durch eindringende Mantelschmelze, so darf die kumulierte Dicke der Intrusion 5 km nur wenig unterschreiten. Sonst ist es für allenfalls entstehende Dikes unmöglich, bis unter die Erdoberfläche vorzudringen.

Die Dicke granitischer „Feeder-Dikes“, d.h. jener Dikes, die Magmen für die entstehenden Plutone nachliefern, geben PETFORD et al. (2000) mit 1 bis 50 m an. Der Unterschied zwischen dem Diapir- und dem Dike-Modell äußert sich am eindrücklichsten in der Magmenmenge, die pro Zeiteinheit nach oben strömt. Laut PETFORD et al. (2000) ist die Förderrate in Dikes bis zu einer Million Mal schneller als in Diapiren!

Zwischenformen und strukturparalleler, durchdringender Magmenfluß. Die unter wechselnder Beanspruchung stehende Erdkruste läßt auch Raum für andere Modelle des Magmenaufstiegs. BROWN et al. (1995), PATERSON & MILLER (1998b) und andere beschreiben das Dike- und das Diapir-Modell als Extreme von verschiedenen möglichen Zwischenformen. Im Gelände hat man bis heute nur wenige „Feeder-Dikes“ beobachtet. Deshalb werden auch Modelle in Betracht gezogen, die ein zusammenhängendes Netz von strukturparallelen Spalten, z.B. sogenannten Lagergängen („Sills“, s. Abb. 3), kurzen Dikes sowie röhrenförmigen Gebilden im Zentimeter- bis Meterbereich als Aufstiegskanäle propagieren („Pervasive Magma Flow“, als Begriff eingeführt von COLLINS & SAWYER 1996; s. auch BROWN & SOLAR 1999, VANDERHAEGHE 1999; WEINBERG 1999). Geologen haben im Gelände „eingefrorene“ Strukturen dieser Art gefunden. Sie gleichen vernetzten Adern. Ein solcher Vorgang setzt jedoch voraus, daß das Nebengestein im Aufstiegsbereich bis nahe an oder sogar über die Solidustemperatur aufgeheizt ist. Dort, wo die Krustenaufheizung durch eindringende Mantelmagmen geschah, orientieren sich neu entstehende Spalten bevorzugt in vertikaler Richtung, was den Magmenaufstieg zusätzlich begünstigt (PETFORD & KOENDERS 1998). In den übrigen Bereichen benutzen die Aufstiegskanäle vorwiegend die durch aktive regionale und lokale Deformation vorgegebenen Schicht- und Linearstrukturen (BROWN & SOLAR 1999, VANDERHAEGHE 1999, BROWN & RUSHMER 1997).

Bevorzugte Gebiete für die Entstehung großer Granitkörper sind dort, wo Gebirge entstehen, wo also nach der Plattentektonik die Lithosphärenplatten miteinander kollidieren (Ozean-Kontinent- und Kontinent-Kontinent-Kollision). Nicht nur die Kruste ist dabei betroffen, sondern mindestens

Abb. 3: Blockschema eines Dikes, der einen Stapel sedimentären Gesteins quer durchschlägt. „Sill“ und „Lakkolith“ sind zwei andere Formen der Magmenintrusion. (Nach: CALDERONE G, Physical Geology Lecture Review Series, Glendale Community College, Web Publishing).



auch der obere Mantel, so daß in diesem Bereich heiße Mantelmagmen entstehen und in die Kruste eindringen können, wo sie ihrerseits wieder eine partielle Aufschmelzung von Krustengestein bewirken. Aber nicht nur dieser Prozeß erleichtert die Bildung von Plutonen. Gebirgsbildungszonen sind auch Zonen extensiver Scherung. Ist das Krustengestein nämlich einer Deformation unterworfen, so wird die Bildung von mit Magma gefüllten Spalten massiv beschleunigt (BROWN & RUSHMER 1997).

BROWN & SOLAR (1999) postulieren zudem einen positiven Rückkopplungseffekt zwischen Deformation, Krustenaufwärmung und dem Aufwärtstreben der Schmelze. Nicht nur im plastischen Bereich der Unterkruste, sondern auch in der spröden Oberkruste entstehen ausgedehnte Schwächezonen mit sehr hoher Durchlässigkeit, die den Magmen als „Aufstiegshilfe“ dienen (BROWN & SOLAR 1999; VAUGHAN et al. 1997; COLLINS & SAWYER 1996; BROWN 1994; HUTTON et al. 1990). Naheliegender wäre es anzunehmen, daß Magmen bevorzugt entlang der aktiven, ausgedehnten und mindestens in die Unterkruste reichenden Störungen mit den manchmal Dutzenden von Metern dicken, hochdurchlässigen Trümmerzonen aufsteigen. Gemäß statistischen Untersuchungen in mehreren Gebirgsbildungszonen besteht aber – wenigstens anhand dessen, was an der Erdoberfläche zu sehen ist – kein Zusammenhang zwischen Plutonen und Störungen (PATERSON & SCHMIDT 1999; Zusammenfassung in EGLI-ARM 2000). Entscheidend für das Auftreten von Plutonen ist wohl nicht die Nähe zu ausgedehnten Verschiebungsflächen, wo zwei Krustenschollen aneinander reiben, sondern der regionale Spannungszustand im Quellen- und Aufstiegsbereich der Schmelzen. Verformung geschieht dort auch außerhalb der eigentlichen Störungen.

Platz schaffen, dort, wo keiner ist

Eines der größten Probleme in der Granitforschung war es lange Zeit zu erklären, wie sich die Granite dort, wo sie heute Tausende von Kubikkilometern einnehmen, überhaupt Platz verschaffen konnten. Manche sogenannte Batholithe, weisen ein Volumen von über 100.000 km³ auf und scheinen in einer einzigen tektonischen Episode entstanden zu sein (PETFORD et al. 2000).

Wie geschieht es überhaupt, daß granitisches Magma irgendwo in der oberen Kruste, kilometerweit (5–20 km, YOSHINOBU et al. 1998; 4–15 km für die einzelnen Plutone des Sierra-Nevada-Batholiths, CRUDEN et al. 1999) unterhalb der Erdoberfläche stecken bleibt und nicht bis an die Oberfläche dringt? Mittels einer Untersuchung der quasi-statischen Bedingungen („Kräftegleichgewicht“) im Bereich der Magmenfront entwickelten HOGAN & GILBERT (1995) sowie HOGAN et al. (1998)

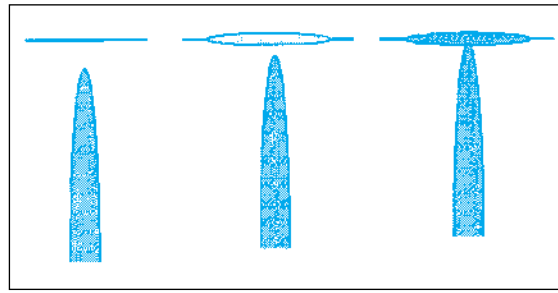


Abb. 4: Querschnitt (Ausdehnung senkrecht zur Bildebene unbestimmt) durch eine Magmenfalle nach dem Cook-Gordon-Mechanismus: Ein aufsteigender Dike (zeitliche Abfolge: a – c) trifft auf eine horizontale Diskontinuität (Schichtgrenze, Spalte, Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit). Die besondere Art der Dehnungsspannung an der Dike-Spitze öffnet die Diskontinuität schon vor Ankunft des Dikes (b). Mittels „Roof-Uplift“ und ggf. „Floor-Depression“ kann jetzt ein tafelförmiger Pluton entstehen (c). (Zeichnung nach Patrice F. REV, School of Geosciences, University of Sidney Web Publishing)

das einfache Modell der „Magmenfalle“ („Magma Trap“), das zumindest für den Magmenaufstieg in Dikes gilt. Das aufsteigende Magma trifft in einer gewissen Tiefe auf ganz bestimmte Kräfteverhältnisse, die die Bildung eines Magmenkörpers begünstigen (Abb. 4). Dabei sind verschiedene geometrische Formen möglich: Horizontale Tafeln, ballonförmige Körper oder senkrechter Lagenaufbau durch sukzessive Anlagerung von Dikes („Sheeted Dikes“). Die entstehenden Formen hängen von den Kräfteverhältnissen, dem Magmenachschub sowie der Schichtung, dem Gefüge, der Temperatur und dem elastisch-plastischen Verhalten (CORRIVEAU et al. 1998) des Umgebungsgesteins ab. Am häufigsten scheint die horizontale Tafel mit einem hohen Länge-zu-Dicke- bzw. Durchmesser-zu-Dicke-Verhältnis zu sein (PETFORD et al. 2000, BROWN et al. 1995). Das erwähnte Kräftegleichgewicht scheint horizontale Spaltenbildung zu bevorzugen (BROWN & SOLAR 1998). Solche Spalten bilden die eigentlichen „Platznahmekeime“, wo sich der Magmenkörper zuerst als dünne Lage ausbreitet und später, mit dem Erreichen einer bestimmten horizontalen Ausdehnung, auch verdicken kann (PETFORD et al. 2000). Diese „aktive“ Art der Platznahme braucht keine außerordentlichen Bedingungen in Bezug auf die Krustenbewegung. Ist z.B. der Auflastdruck des Gesteins kleiner als der Gegendruck des Magmas, hebt sich das Deckgestein und das Magma dringt trichter- oder keilförmig zwischen die Schichten. Andererseits hinterläßt das aufsteigende Magma in der Unterkruste ein Massendefizit, was dazu führen kann, daß der Boden unter der eindringenden heißen Masse absinkt („Roof Uplift, Floor Depression“, GROCOTT et al. 1999; BROWN & SOLAR 1998).

Die Platznahme geschieht in den meisten Fällen syn-tektonisch, also während der Phase(n) mit hoher Rate der Krustendeformation (z.B. PETFORD et al. 2000), auch wenn es hier gewichtige Ausnahmen gibt (z.B. GROCOTT et al. 1999). Aus dieser Optik lassen sich auch andere, „passive“ Platznahmemodelle ableiten. Finden in der Kruste starke regionale Deformationen statt, gibt es immer wieder Gebiete, wo die gerichtete Spannung in eine bestimmte Richtung relativ klein ist, d.h. wo im tektonischen Sinn „Dehnung“ oder „Zerrung“ stattfindet. Genau an solchen Stellen kann sich das Magma breit machen. Auf diese Weise ist es möglich, daß sich ein ballonartiges Gebilde „aufbläht“,

Prozeß	(Platten-)tektonischer Krustentyp	Mechanismus	Zeitdauer (Jahre) pro Einheit
Partielle Aufschmelzung			
freies Wasser vorhanden	Gebirgsbildung mit Transpression / Transension	Krustenverdickung mit nachfolgender Entlastung / Aufwölbung der Asthenosphäre	$> 10^5$
nur gebundenes Wasser vorhanden	Magmatischer Bogen (Pressung / Zerrung)	Basalt Unter- und Zwischenplattung in der Unterkruste	$10^2 - 10^3$
Segregation	Pressung / Zerrung aufgrund des Dichteunterschieds Beschleunigt durch Deformation	Gravitative Trennung von Schmelze und Matrix	$10^5 - 10^9$ $10^2 - 10^3$
Magmenaufstieg			
Dike / dünner Kanal	Hauptsächlich Zerrung	Magmenfluß aufgrund von Auftrieb oder Deformation	$10^{-1} - 10^2$
Fluß in vernetzten Adern (Pervasive Flow)	Transpression	Viskoses Fließen in heißem, durchlässigem Gestein	$\leq 10^5$
Diapir	Pressung / Zerrung	Magmenfluß aufgrund von Auftrieb	$10^5 - 10^9$
Platznahme	Pressung / Zerrung	Ablagerung entlang von strukturellen oder rheologischen Magmenfallen	$10^2 - 10^4$

Tab. 1: Die vier für den granitischen Magmatismus in der kontinentalen Kruste verantwortlichen Prozesse nach Vorstellung verschiedener Autoren und die geschätzten Zeitdauern für die Aufbereitung einer Intrusionseinheit („Magma-Batch“) nach PETFORD et al. (2000), ohne Abkühlungsprozeß.

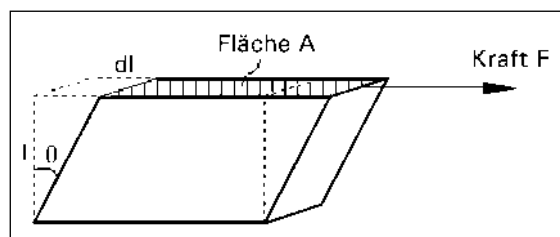
indem die Wände auseinander weichen (YOSHINOBU et al. 1998; BROWN 1994).

Es existiert jedoch noch kein gefestigtes physikalisches Modell der Platznahme, das auch nur annähernd den verschiedenen Aspekten gerecht würde. Aber auch die Rekonstruktion des Vorgangs einer Platznahme anhand von Felddaten stößt auf Schwierigkeiten, denn ein Granitkörper erhält sein magmatisches Fließgefüge erst kurz vor oder sogar nach der Erstarrung (STEENKEN et al. 2000; BERGANTZ 2000; PATERSON & MILLER 1998a; ROIG et al. 1998). Der Weg eines einzelnen Magmateilchens läßt sich, wenn überhaupt, nur ungenau zurückverfolgen, da während der Platznahme neu gebildete Strukturen ständig wieder überprägt werden. Am viel versprechendsten für die Rekonstruktion sind Modelle, die Heterogenitäten in der Chemie und der Isotopenzusammensetzung einbeziehen.

„Fast ascent will require fast emplacement, ...“ (schneller Aufstieg erfordert schnelle Platznahme) schreiben BROWN et al. (1995). In der Tat führen einigermaßen realistische Annahmen über das Volumen von Plutonen und Batholithen sowie der Magmazuflußrate zu Füllzeiten in der Größenordnung von 100 bis 10.000 Jahren (Tab. 1).

Von der Art und Weise, wie die Platznahme stattfindet, hängt deren Geschwindigkeit ab. PETFORD et al. (2000) kommen mit dem Modell „Roof Uplift / Floor Depression“ auf die sehr kurzen Pluton-Füllzeiten der Tabelle 1. Die Platznahme eines Plutons mit 1000 km³ erfordert so keine extrem hohen Verformungsraten im Umgebungsgestein.

Abb. 5: Scherung: Die Kraft F wirkt auf die Fläche A und parallel zu dieser Fläche. Sie verformt den Körper so, daß jedes Masse- teilchen daraus nur eine Bewegung in Richtung der Kraft ausführt (das heißt auch: l bleibt konstant). Wird der Quader mit einer Scherrate von 10^{-10} 1/s verformt, so ist in 300 Jahren $dl = l$, d.h. der Winkel q beträgt dann 45°.



Berechnungen zufolge liegen sie maximal bei 10^{-10} 1/s (Erklärung s. Abb. 5). Das „passive“ Modell ergibt demgegenüber Füllzeiten von Hunderttausenden von Jahren (YOSHINOBU et al. 1998), denn es stützt sich auf feldgeologisch bestimmte Verschiebungsgeschwindigkeiten auf Störungsflächen. Diese Geschwindigkeiten werden mit 10 bis 30 mm/Jahr angegeben (YOSHINOBU et al. 1998). Falls die Plutonwände um 30 mm/Jahr auseinander weichen und eine Gesamtfläche von 1000 km² aufweisen, vergrößert sich der Pluton in 1000

Jahren gerade einmal um 15 km³. Aber auch YOSHINOBU et al. (1998) kommen zum Ergebnis, daß die Geschwindigkeiten auf Störungen, die während der Platznahme im Nebengestein aktiv sind, einiges mehr als 50 mm/Jahr betragen müssen. Sonst lassen sich die Feldbefunde nach Ansicht der Autoren schlecht erklären.

Vermutlich ist die Platznahme immer „aktiv“ und „passiv“ zugleich, wobei einmal die eine, ein anderes Mal die andere Form überwiegt.

Wann geht der Ofen aus?

Umfangreiche Plutone sind in ihrer Chemie und Isotopenzusammensetzung meist sehr homogen (z.B. McMURRY 2001; SCAILLET et al. 1996; BARBERO et al. 1995). Gemäß BROWN & SOLAR (1999) scheinen große tafelförmige Plutone eher selten eine Schichtstruktur in der Zusammensetzung aufzuweisen. Schichtstruktur findet man dagegen bei kleinen Plutonen und an Plutonrändern, wo vermutlich zu Beginn der Intrusion die ersten Magmaeinheiten ankamen (BROWN & SOLAR 1999; YOSHINOBU et al. 1998). Es fragt sich natürlich, ob die Plutone diese Homogenität in der Quelle oder erst am Ort der Platznahme erhielten. Viele Untersuchungen an Magmenzuflußkanälen (z.B. PRESSLEY & BROWN 1999) sowie Migmatiten und damit genetisch verbundenen Granitkörpern (z.B. BARBERO et al. 1995) weisen darauf hin, daß, anders als in den Plutonen, die Heterogenität im Bereich der Quellen sehr typisch ist. Migmatite sind geprägt durch charakteristische, abwechselnd helle und dunkle Bereiche im Millimeter- bis Meter-Raster. Nach allgemeiner Ansicht sind es Gesteine, die partiell aufgeschmolzen waren. Die helle, granitische Schmelze hat sich bei den Migmatiten zwar vom mafischen Rest getrennt, aber das Quellengebiet nicht oder nur unvollständig verlassen. Wenn die Plutone aus heterogenen Quellen gespeist wurden, muß am Ort

der Platznahme eine gute Durchmischung stattgefunden haben. Zwischen der Ankunft der einzelnen Magma-Einheiten darf demnach nur soviel Zeit vergangen sein, daß die meisten noch nicht erstarrt sind. Diese Tatsache ist einer der Gründe, warum PETFORD et al. (2000) eher dazu neigen, die Plutonfüllung als ein einziges Ereignis zu betrachten. Entsprechend ergeben sich auch die kurzen Füllzeiten von Tabelle 1.

Natürlich läßt sich jetzt argumentieren, daß die Gesteine schlechte Wärmeleiter sind und daß deshalb, falls die Abkühlung nicht durch einen andern Prozeß beschleunigt wird, ein großer Pluton erst in einigen 10.000 bis 100.000 Jahren kalt ist. Also könnten zwischen den Magma-Einheiten durchaus große Zeiträume liegen, ohne daß sich der Pluton verfestigt. PETFORD et al. (2000) behandeln die Frage nach dem Abkühlungsprozeß und den damit verbundenen Abkühlungszeiten nicht, obwohl dieser Prozeß als letzter Teilprozeß in der Pluton-Entstehung Energie freisetzt, die mit Bestimmtheit beobachtbare Auswirkungen hat. Als sicher gilt, daß alle Prozesse, die die endgültige Ausprägung eines Plutons beeinflussen, langsam, aber auch – bei entsprechend günstigen Bedingungen bezüglich Druck, Temperatur, Fluid-Gehalt, Porendruck und lokale gerichtete Spannung – sehr schnell ablaufen können. Es ist deshalb äußerst schwierig, anhand der Strukturgeologie (BERGANTZ 2000, PATERSON & MILLER 1998a), der chemischen Zusammensetzung und isotopischen Gleichgewichtsuntersuchungen (HAWKESWORTH et al. 2000) die Abkühlungszeiten zu bestimmen. Viele Forscher glauben, das Zeitproblem mittels der sogenannten „Isotopenuhren“ (radiometrische Datierungen) lösen zu können. Unter Benützung mehrerer radioaktiver Mutter-Tochter-Systeme mit verschiedenen Halbwertszeiten und verschiedenen Schließungstemperaturen (= Abkühlungstemperatur, unterhalb der die „Uhr“ zu laufen beginnt) stellen sie oftmals eine Millionen Jahre dauernde Abkühlung fest, die mit der langsamen Heraushebung und Erosion des Grundgebirges einhergeht (z.B. GEBAUER 1996; FAURE 1986). Die Interpretation dieser „Uhren“ ist jedoch äußerst komplex, da es sich prinzipiell um ein offenes System handelt. Es ist nicht einmal sicher, ob während der partiellen Aufschmelzung alle Uhren wirklich zurückgestellt werden (BARBERO et al. 1995). In neueren Arbeiten versuchen die Wissenschaftler das Ungleichgewicht in den radioaktiven Zwischenprodukten des Uran-Zerfalls als Uhr zu benützen (z.B. HAWKESWORTH & TURNER 2001). Alle diese Arten von Isotopendatierungen scheinen trotz vieler Vorbehalte Ergebnisse zu liefern, die zumindest plausibel sind.

Welcher Prozeß wäre denn in der Lage, die Abkühlung zu beschleunigen? Am ehesten kommen dafür hydrothermale Vorgänge in Frage. Kalte Fluide zirkulieren in und um die Granitintrusion (G) herum, erwärmen sich und führen die Wärme

an einen entfernt liegenden Ort ab. Die Zirkulation ist überdies begleitet durch Stofftransporte. Solche Prozesse haben auf dem Gebiet der Untersuchung der Ozeanböden, insbesondere der Mittelozeanischen Rücken (MOR; lineare Struktur am Ozeanboden, wo neue Ozeankruste entsteht, vgl. FRITZSCHE 1995), große Bedeutung erlangt. Ein schmaler Streifen von wenigen Kilometern Breite entlang der 65.000 km langen MOR enthält aktive Felder von Hochtemperatur-Hydrothermalquellen. Lokalisierbare und auch diffuse Niedrigtemperaturquellen stellt man noch auf einem um Faktoren breiteren Streifen fest. Alle diese hydrothermalen Vorgänge setzen etwa ein Drittel des Wärmeflusses aus den Ozeanen um, hauptsächlich zur Kühlung des heißen basaltischen Magmas, das im MOR-Bereich an die Kruste angeschweißt wird (LOWELL et al. 1995).

Nachfolgend sind die Gründe aufgezählt, weshalb die Ergebnisse der Forschung an den MOR nicht einfach auf die Pluton-Kühlung übertragen werden können.

- Die Beobachtungen im Umfeld der G unterscheiden sich grundlegend von jenen im Umfeld der MOR:

1. Charakteristische hydrothermale Umwandlungen des Ausgangsgesteins und Ablagerungen in den Spalten: In MOR viel häufiger als in G;

2. Zahl der hydrothermale Quellen, wo warmes, mit gelösten Stoffen beladenes Wasser austritt: An MOR viel häufiger als in G-Zonen.

- Viele Bedingungen, die zum Aufbau einer konvektiven Strömung inner- und außerhalb einer G von Bedeutung sind, unterscheiden sich von den Bedingungen an den MOR (FURLONG 1991):

1. G: Felsische bis intermediäre Gesteine, MOR: Mafische Gesteine;

2. Temperaturunterschied zwischen Intrusion und Umgebungsgestein: In MOR höher als in G;

3. Regionaler Spannungszustand: G oftmals Pressung, MOR immer Zerrung;

4. Fluidgehalt des Magmas: G hoch, MOR sehr niedrig.

FURLONG (1991) kommt aufgrund dieser Unterschiede und nach Abschätzung von deren Auswirkungen zum Schluß, daß eine nennenswerte konvektive Strömung erst in der Endphase der Plutonabkühlung auftreten kann, nämlich nachdem im Umgebungsgestein keine Aufheizung mehr erfolgt. Im Falle der MOR beginnt die hydrothermale Zirkulation schon sofort nach der Intrusion.

- Ein weiterer Unterschied besteht auch in der Art, wie das zur Wärmeabfuhr benötigte kalte Wasser aus der Umgebung zugeführt wird:

1. An der Erdoberfläche über der G befindet sich meist eine Sedimentschicht, die üblicherweise ein schlechter Wasserleiter ist. Auf den MOR fehlt die Sedimentschicht, oder sie ist sehr dünn, so daß das Wasser direkt in das magmatische Gestein eindringen kann.

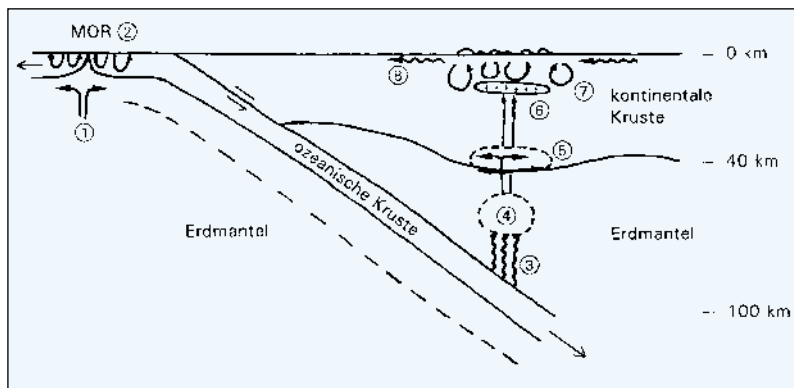


Abb. 6: Möglicher Zyklus, in den die Granititstehung eingebettet sein könnte. Das Bild zeigt im Querschnitt schematisch eine Subduktionszone, wie sie z.B. an der Westküste Südamerikas vorkommt. Die ozeanische Kruste taucht in Richtung des Pfeiles (rechts unten) unter die kontinentale Kruste ab. Im Bereich des Mittelozeanischen Rückens (MOR) entsteht zum Ausgleich ständig neue ozeanische Kruste, indem heißer Basalt aus dem Mantel aufsteigt und an die Kruste angeschweißt wird (1). Diese neue Kruste wird durch hydrothermale Konvektion abgekühlt und mit Meerwasser durchtränkt (2). Beim Abtauchen wird das gebundene Wasser in den Erdmantel abgegeben (3) und bewirkt eine partielle Aufschmelzung (4). Die gegenüber Mantelgestein spezifisch leichtere Basaltschmelze steigt bis in den unteren Bereich der Erdkruste, wo sie sich, nun spezifisch schwerer als das Krustenmaterial, flächig ausbreitet (Unter-/Zwischenplattung, 5). Die Fluide steigen mit dem Basalt ebenfalls auf und tragen zum Fluidgehalt der Unterkruste bei. Der heiße Basalt schmilzt das Krustengestein. Die Schmelze trennt sich vom ungeschmolzenen Rest und steigt in die mittlere und obere Kruste, wo sich ein neuer Pluton bildet (6). Die Abkühlung dieses Plutons geschieht durch Wärmeleitung und mindestens teilweise durch hydrothermale Konvektionsströme (7, nach HAYBA & INGEBRITSSEN 1997). Die beteiligten Fluide werden von Grundwasserströmen (8), magmatischen Fluiden und Fluidauspressung im Kontaktbereich gespeist. Bemerkenswert ist, daß überall, wo Fluide aktiv beteiligt sind, die Prozesse wesentlich – zum Teil um Größenordnungen – beschleunigt oder überhaupt ausgelöst werden.

2. Die hydrothermale Zirkulation bezieht beim MOR das Wasser direkt aus dem darüberliegenden Ozean. Bei der G fehlt die Wasserbedeckung meist. Das Wasser kommt in diesem Fall aus gut leitenden Zuflußkanälen (Verschiebungsflächen einer Störungszone, TOWNEND & ZOBACK 2000), die direkt von den Niederschlägen gespeist werden und unter Umständen ziemlich weit von der Intrusion weg liegen, und/oder aus dem Grundwasserstrom in der schlecht leitenden Sedimentschicht.

Die Analyse der Unterschiede zeigt unmißverständlich: Die Bedingungen für eine effiziente hydrothermale Abkühlung scheinen für die G einiges schlechter als für den MOR zu sein. Allerdings berücksichtigt FURLONG (1991) nur Gesteinsdeformationen, die durch den Auflastdruck, aber keine, die durch Scherspannung verursacht sind. Neuere Arbeiten wie z.B. TOWNEND & ZOBACK (2000) lassen klar erkennen, daß das Ausmaß der gerichteten Spannung, wie es heute regional und lokal feststellbar ist, die Kruste um Größenordnungen durchlässiger macht, als Labormessungen an Gesteinsproben voraussagen. Auch PERSON (1995) weist darauf hin, daß wichtige Parameter wie die Permeabilität und die Fließgeschwindigkeit der Fluide im Umfeld abkühlender Plutone nur ungenau bekannt sind. Möglicherweise führen verbesserte Kenntnisse der Parameter und der Einbezug von Scherungsdeformationen in die Modellrechnungen – ähnlich wie bei der Segregation von gra-

nitischem Magma – in Zukunft zu einem grundsätzlich anderen Bild.

Schlußfolgerungen und Ausblick

Ein möglicher Zyklus der Granititbildung ist in Abb. 6 schematisch dargestellt.

PETFORD et al. (2000) sind der Ansicht, daß der limitierende Prozeß für die Geschwindigkeit der Granititstehung darin liegt, genügend Wärme in der geforderten Zeit für die Gesteinsaufschmelzung zur Verfügung zu stellen. Alle anderen Schritte im Granit-Magmatismus könnten „geologisch gesehen extrem schnell sein – vielleicht sogar katastrophisch“.

Es stellt sich die Frage, ob neben der Basalt-Unter- / Zwischenplattung, der radioaktiven Zerfallswärme und der schnellen Erosion noch andere Prozesse in der Erdkruste für die nötige Wärmeproduktion zur partiellen Aufschmelzung von Krustenmaterial in Frage kämen. Verschiedene Autoren (z.B. NABELEK & LIU 1999, HARRISON et al. 1998) weisen darauf hin, daß die Deformationswärme, die an aktiven, umfangreichen und bis in große Tiefen reichenden Hauptabscherungen (Decollement-Störungen) anfällt, Aufschmelzung bewirken kann, falls das Gestein dort schon genügend vorgeheizt ist. Nimmt man an, daß die Scherspannung ungefähr konstant ist, unabhängig von der Scherungsrate, der Temperatur und unabhängig davon, wieviel Schmelze vorhanden ist (konstante regionaltektonische Spannung), so ist die Wärmeproduktion proportional zur Scherungsrate. Somit kann bei genügend hoher Scherungsrate durchaus ein hoher Aufschmelzungsgrad innerhalb einer relativ dicken Schicht beidseits der Störung

Die meisten Schritte im
Granit-Magmatismus könnten
geologisch gesehen extrem
schnell sein – vielleicht sogar
katastrophisch.

(1 km bei HARRISON et al. 1998) und innerhalb relativ kurzer Zeit erreicht werden ($<10^6$ Jahre bei den heute beobachteten maximalen tektonischen Scherungsraten). Es ist kaum zu erwarten, daß bei den heutigen geologischen Scherungsraten der Anteil der so entstehenden Plutone im Vergleich zu jenem der anderen Entstehungsmodelle (Krustenverdickung, Unter-/Zwischenplattung) sehr hoch ist, obwohl BROWN & SOLAR (1999) vermuten, daß er bisher unterbewertet wurde. Im Laufe der Erdgeschichte könnte es aber Zeiten und Bereiche

gegeben haben, wo die Krustenverformung schneller und damit die Wärmeproduktion viel höher war. Daß für einen hohen Prozentsatz der granitischen Erdkruste „Reibungswärme“ am Anfang stand, ist deshalb nicht ausgeschlossen.

In vielen Forschungsgebieten mit Bezug zur Granitentstehung steht die Wissenschaft noch am Anfang. Große Hoffnungen setzen die Geowissenschaftler 1. in Untersuchungen der Minerale, des Mineralgefüges und insbesondere der Isotope und Spurenelemente in den Gesteinen, 2. in die Laborexperimente mit Gesteinen bei Temperatur- und Druckbedingungen aller Krustenbereiche und unter Anwendung von gerichteten Spannungen und 3. in verfeinerte numerische Modellrechnungen und Simulationen. Die Ergebnisse der ersten beiden Disziplinen werden vor allem benötigt, um realistische Parameter und Randbedingungen für die Modellrechnungen zu erhalten.

Literatur

- BAGDASSAROV N & DORFMAN A (1998) Viscoelastic behavior of partially molten granites. *Tectonophysics* 290, 27-45.
- BAKER DR (1998) Granitic melt viscosity and dike formation. *J. Struct. Geol.* 20, 1395-1404.
- BARBERO L, VILLASECA C, ROGERS G & BROWN PE (1995) Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: An insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. *J. Geophys. Res.* 100(B8), 15745-15765.
- BERCOVICI D, RICARD Y & SCHUBERT G (2001) A two-phase model for compaction and damage – 3. Applications to shear localization and plate boundary formation. *J. Geophys. Res.* 106(B5), 8925-8939.
- BERGANTZ GW (2000) On the dynamics of magma mixing by reentrusion: implications for pluton assembly process. *J. Struct. Geol.* 22, 1297-1309.
- BROWN M & SOLAR GS (1998) Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.* 20, 1365-1393.
- BROWN M & SOLAR GS (1999) The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics* 312, 1-33.
- BROWN M, RUSHMER T & SAWYER EW (1995) Introduction to special section: Mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. *J. of Geophys. Res.* 100(B8), 15551-15563.
- BROWN M & RUSHMER T (1997) The role of deformation in the movement of granitic melt: Views from the laboratory and the field. In: HOLNESS MB (ed) *Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle*. Chapman & Hall.
- BROWN M (1994) The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews* 36, 83-130.
- CLEMENS JD & MAWER CK (1992) Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339-360.
- CLEMENS JD & PETFORD N (1999) Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *J. Geol. Soc. Lond.* 156, 1057-1060.
- COLLINS WJ & SAWYER EW (1996) Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *J. Metam. Geol.* 14, 565-579.
- CORRIVEAU L, RIVARD B & VAN BREEMEN O (1998) Rheological controls on Grenvillian intrusive suites: Implications for tectonic analysis. *J. Struct. Geol.* 20, 1191-1204.
- CRUDEN AR, TOBISCH OT & LAUNEAU P (1999) Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *J. Geophys. Res.* 104, 10511-10530.
- EGLI-ARM F (1998) Schnelle Intrusion von Granitschmelzen durch Dikes. *Stud. Int. J.* 5, 6-16.
- EGLI-ARM F (2000) Zusammenhang zwischen Magmatismus und Deformation der Erdkruste. *Stud. Int. J.* 7, 80-82.
- ENGLAND RW (1992) The genesis, ascent, and emplacement of the Northern Arran Granite, Scotland: Implications for granitic diapirism. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 606-614.
- FAURE G (1986) *Principles of Isotope Geology*. J. Wiley & Sons.
- FRITZSCHE T (1995) Das neue Bild von der Ozeankruste. *Stud. Int. J.* 2, 51-57.
- FURLONG KP, HANSON RB & BOWERS JR (1991) Modeling thermal regimes. In: *Contact Metamorphism*. *Rev. Mineral.* 26, 437-505.
- GEBAUER D (1996) A P-T-t path for an (Ultra?) high-pressure ultramafic/mafic rock-association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps) in: BASU A & HART S (eds) *Earth Processes: Reading the isotopic code*. AGU Geophys. Monogr. 95, 307-330.
- GROCOTT J, GARDE AA, CHADWICK B, CRUDEN AR & SWAGER C (1999) Emplacement of rapakivi granite and syenite by floor depression and roof uplift in the Palaeoproterozoic Ketilidian orogen, South Greenland. *J. Geol. Soc. London* 156, 15-24.
- HARRISON TM, GROVE M, LOVERA OM & CATLOS EJ (1998) A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *J. Geophys. Res.* 103(B11), 27017-27032.
- HAWKESWORTH CJ & TURNER SP (2001) Magma differentiation rates: Combining isotopic constraints and thermal models. *EOS Trans. AGU* 82(24), 261-265.
- HAWKESWORTH CJ, BLAKE S, EVANS P, HUGHES R, MACDONALD R, THOMAS LE, TURNER SP & ZELLMER G (2000) Time scales of crystal fractionation in magma chambers – integrating physical, isotopic and geochemical perspectives. *J. Petrology* 41, 991-1006.
- HAYBA DO & INGEBRITSEN SE (1997) Multiphase groundwater flow near cooling plutons. *J. Geophys. Res.* 102(B6), 12235-12252.
- HOGAN JP & GILBERT MC (1995) The A-type Mount Scott granite sheet: importance of crustal magma traps. *J. Geophys. Res.* 100, 15779-15792.
- HOGAN JP, PRICE JD & GILBERT MC (1998) Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. *J. Struct. Geol.* 20, 1155-1168.
- HUTTON DHW, DEMPSTER, BROWN & BECKER (1990) A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature* 343, 452-455.
- KOENDERS MA & PETFORD N (2000) Quantitative analysis and scaling of sheared granitic magmas. *Geophysical Res. Lett.* 27, 1231-1234.
- LOWELL RP, RONA PA & VON HERZEN RP (1995) Seafloor hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.* 100, 327-352.
- MAHON KI & HARRISON D (1988) Ascent of a granitic diapir in a temperature varying medium. *J. Geophys. Res.* 93(B2), 1174-1188.
- MARSH BD (1982) On the mechanics of igneous diapirism, stopping, and zone melting. *Am. J. Sci.* 282, 808-855.
- McMURRY J (2001) Crystal accumulation and shearing in a megacrystic quartz monzonite: Bodoco pluton, northeastern Brasil. *J. Petrology* 42, 251-276.
- NABELEK PI & LIU M (1999) Leucogranites in the Black Hills of South Dakota: The consequence of shear heating during continental collision. *Geology* 27, 523-526.
- PATERSON MS (1987) Problems in the extrapolation of laboratory rheological data. *Tectonophysics* 133, 33-43.
- PATERSON SR & MILLER RB (1998a) Stopped blocks in plutons: paleo-plumb bobs, viscometers, or chronometers? *J. Struct. Geol.* 20, 1261-1272.
- PATERSON SR & MILLER RB (1998b) Mid-crustal magmatic sheets in the Cascades Mountains, Washington: Impli-

- cations for magma ascent. *J. Struct. Geol.* 20, 1345-1363.
- PATERSON SR & SCHMIDT KL (1999) Is there a close spatial relationship between faults and plutons? *J. Struct. Geol.* 21, 1131-1142.
- PERSON M (1995) New evidence for long-distance fluid migration within the earth's crust. *Rev. Geophys.* 33 Suppl. (<http://earth.agu.org/revgeophys/person00/node4.html>)
- PETFORD N & KOENDERS MA (1998) Self-organisation and fracture connectivity in rapidly heated continental crust. *J. Struct. Geol.* 20, 1425-1434.
- PETFORD N, CRUDEN AR, MCCAFFREY KJW & VIGNERESSE J-L (2000) Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669-673.
- PRESSLEY R & BROWN M (1999) The Phillips pluton, Maine, USA: Evidence of heterogeneous crustal sources and implications for granite ascent and emplacement mechanisms in convergent orogens. *Lithos* 46, 335-366.
- ROIG J-Y, FAURE M & TRUFFERT C (1998) Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM and gravimetric analyses: The case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central. *J. Struct. Geol.* 20, 1169-1189.
- RUBIN AM (1995) Getting granite dikes out of the source region. *J. Geophys. Res.* 100(B4), 5911-5929.
- RUTTER EH & NEUMANN DHK (1995) Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.* 100(B8), 15697-15715.
- SCAILLET B, HOLTZ F, PICHAVANT M & SCHMIDT M (1996) Viscosity of Himalayan leucogranites: Implications for mechanisms of granitic magma ascent. *J. Geophys. Res.* 101(B12), 27691-27699.
- SCAILLET B, HOLTZ F, PICHAVANT M (1998) Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas – 1. Volcanic-plutonic comparison. *J. Geophys. Res.* 103(B11), 27257-27266.
- SPENCE DA, TURCOTTE DL (1990) Buoyancy-driven magma fracture: A mechanism for ascent through the lithosphere and the emplacement of diamonds. *J. Geophys. Res.* 95(B4), 5133-5139.
- STEENKEN A, SIEGESMUND S & HEINRICHS T (2000) The emplacement of the Rieserferner pluton (Eastern Alps, Tyrol): Constraints from field observations, magnetic fabrics and microstructures. *J. Struct. Geol.* 22, 1855-1873.
- THOMPSON AB & CONNOLLY AD (1995) Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *J. Geophys. Res.* 100(B8), 15565-15579.
- TOWNEND J & ZOBACK MD (2000) How faulting keeps the crust strong. *Geology* 28, 399-402.
- VANDERHAEGHE O (1999) Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: Control of regional deformation. *Tectonophysics* 312, 35-55.
- VAUGHAN APM, WAREHAM CD, MILLAR IL (1997) Granitoid pluton formation by spreading of continental crust: the Wiley Glacier complex, northwest Palmer Land, Antarctica. *Tectonophysics* 283, 35-60.
- WATT GR, OLIVER NHS & GRIFFIN BJ (2000) Evidence for reaction-induced microfracturing in granulite facies migmatites. *Geology* 28, 327-330.
- WEINBERG RF & PODLADCHIKOV Y (1994) Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. *J. Geophys. Res.* 99(B5), 9543-9559.
- WEINBERG RF (1999) Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. *Lithos* 46, 393-410.
- YOSHINOBU AS, OKAYA DA & PATERSON SR (1998) Modeling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: Implications for the solidification of granitoid plutons. *J. Struct. Geol.* 20, 1205-1218.

„RNA-Welt“ – Chemisches Missing Link zwischen Ursuppe und ersten Zellen?

Kurt Weindel, Fichtenweg 3 b, 82401 Wielenbach

Zusammenfassung: In den letzten 1-2 Jahrzehnten erregten Überlegungen zu einer „RNA-Welt“ (ein chemisches Milieu, dominiert von zur Katalyse befähigten RNA-Molekülen) großes Interesse. Katalytische RNA hätte die potentielle Fähigkeit, sich selbst und andere wichtige Biomoleküle zu synthetisieren, und die notwendige Information in Gestalt ein und desselben Moleküls zu speichern und umzusetzen. Damit würde sie eine wichtige Brücke darstellen zwischen chemischer Evolution (Moleküle) und beginnender biologischer Evolution (lebende Zellen, Organismen). Im selben Zeitraum fielen jedoch eine Vielzahl von Daten an, die deutlich machen, daß für eine zufällige, ungesteuerte Entstehung von RNA-Molekülen die chemische Basis fehlt. Ungenügende Stabilität unverzichtbarer Bestandteile, extrem hohe stereo- und strukturchemische Hürden, Bedarf an reinen Ausgangs-

stoffen in sehr hoher Konzentration, und in Ursuppenexperimenten anfallende Produktmischungen, die einer un gelenkten Polymersynthese fundamental entgegenstehen, stellen die Plausibilität einer „RNA-Welt“ grundlegend in Frage.

Einleitung

Grundlegende Vorgänge in lebenden Zellen sind Informationsspeicherung und Stoffwechsel (Informationstransfer). Sie werden durch verschiedene Moleküle vermittelt: ersteres durch DNA, letzteres im wesentlichen durch Proteine. Proteine werden benötigt, um DNA zu synthetisieren; die DNA wiederum liefert die Information zur Synthese dieser